

白云鄂博矿床含矿白云岩的成因探讨^①

高计元¹ 王一先¹ 裘愉卓² 张乾²

1(中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640) 2(中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002)

摘要 以白云鄂博矿区含矿白云岩的分布、野外地质产状等基础地质特征为基础,结合岩石学、矿物学和地球化学等一系列特征进行了研究,认为含矿白云岩既非典型的正常海相沉积碳酸盐岩,亦非典型的岩浆碳酸岩,它既有典型的海相沉积碳酸盐岩的某些特征,如其分布具有一定的时代性和层位性,呈层状、似层状或透镜状,与周围地层呈整合接触并与其同步褶皱和变形,具明显的层理等构造;同时又具有岩浆碳酸岩的某些特征,如沿深大断裂构造分布,下部有脉状体等。该白云岩还具有自己独特的特征,如具“眼式”构造,上部为层状,下部为脉状的“二元式”结构,它的C、O、Sr同位素特征介于海相碳酸盐和岩浆碳酸盐之间。上述特征都表明,白云岩为海底循环的热水流体喷溢沉积而成。

关键词 含矿白云岩 眼式结构 二元结构 热水喷溢

第一作者简介 高计元 男 1943年出生 研究员 矿床学及沉积地球化学

中图分类号 P588.24⁺⁵ **文献标识码** A

白云鄂博矿床位于包头市以北150 km的白云鄂博市,是一个世界著名的超大型铁、铌、稀土矿床,其中铌和稀土元素的含量之丰、储量之大为世界所罕见。矿床主要赋矿岩石是H₈白云岩(习称含矿白云岩),对铁矿来说白云岩是其含矿围岩;对稀土而言,白云岩就是矿体。白云岩的形成直接关系到矿床的形成,所以自1927年丁道衡教授发现白云鄂博矿床以来,有关白云岩的成因问题的研究就一直为地质工作者所关注,提出各种假设,至今仍未取得较为一致的意见,归纳起来主要有下面二种认识:(1)含矿白云岩为碳酸岩熔岩和侵入碳酸岩^[1~4],其中的矿床也直接与碳酸岩的岩浆作用有关;(2)含矿白云岩为正常的海相沉积岩,并受到了后期地质作用的改造,其中的矿床亦为沉积作用所形成,白云岩的形成环境包括海相、泻湖相、或热卤水沉积及沉积变质和热液叠加改造等^[5~10]。笔者根据白云岩的地质产状、岩石学、矿物组合和地球化学等特征的研究,认为白云鄂博含矿白云岩是在裂谷环境下由在海底循环的热水流体喷溢沉积而成。

1 含矿白云岩的地质特征

1.1 含矿白云岩的层位分布

矿区含矿白云岩(H₈)地处华北陆块的北缘,由狼山—白云裂谷系东端的白云裂谷盆地中的二级同生断裂盆地所控制,并经历了多期次的构造变动、岩浆活动、变质等多种地质作用的改造^[11,12],原生特征已经历了相当强烈的变化。

含矿白云岩具有固定的层位,主要集中分布在白云鄂博地区的中元古代白云鄂博群中(图1)。据区域资料^②,与该白云岩岩性相同的白云岩在白云鄂博西部的渣尔泰群和马家店群等中元古代地层中亦有少量分布^[6],而在中元古代含矿层上、下的层位中至今未见有与白云鄂博含矿白云岩类似的白云岩,说明含矿白云岩的分布具有一定的时代性和区域性。

1.2 白云岩分布与构造的关系

白云岩受区域性深断裂的控制,与其中所含的铁矿连同其上盘的暗色富钾板岩(H₉)位于白云鄂博东白银角拉克和乌兰宝力格区域性深断裂的交接部位,并沿白银角拉克深断裂(在白云鄂博称为宽沟

^① 国家科委攀登计划预选项目(95-预25-01-03)和国家自然科学基金(编号:49572109)资助项目。

^② 据黄金水(1981)资料。

收稿日期:1999-01-08 收修改稿日期:1999-05-18

断裂)呈东西向带状分布于中元古代白云鄂博群原划定的第八岩性段中,与深大断裂的关系极为密切。白银角拉克深断裂因后期的地质变化,现地表的直接证据已不明显,但在航空照片上表现得相当清晰^[8]。

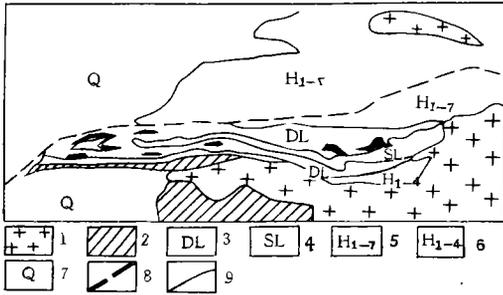


图1 白云鄂博矿区地质图

- 1. 花岗岩; 2. 混合岩化花岗岩; 3. 含矿白云岩; 4. 富钾板岩;
- 5. 宽沟断裂北部的白云鄂博群; 6. 宽沟断裂南部含矿白云岩下伏的白云鄂博群; 7. 第四纪至三叠纪沉积物; 8. 宽沟断层;
- 9. 地层界线

Fig. 1 Geological sketch map of Baiyun Obo ore deposit

1.3 含矿白云岩的结构构造

含矿白云岩呈透镜状沿深断裂分布,东西长约18.5 km,南北宽2 km,沿横向和纵向其厚度变化都较大。宽沟断裂是形成该沉积盆地的主控断裂,在宽沟断裂附近的沉积中心部位,白云岩的厚度最大,为1 000 m左右,往南及两侧厚度逐渐变薄并最后尖灭(图2)^[8]。这一特征与区域地层中的碳酸盐岩明显不同,地层中的碳酸盐岩主要呈层状连续分布,厚度的变化没有如此之明显。

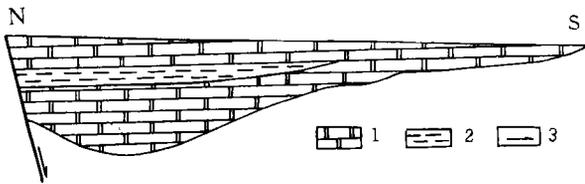


图2 含矿白云岩层南北向变化示意图(据文献[5])

- 1. 白云岩; 2. 砂岩和板岩; 3. 断裂
- Fig. 2 Thickness variation of the ore-bearing dolomite layer

野外观察并经槽探和物探证明,白云岩与下伏的砂岩和上覆板岩均呈整合的渐变过渡关系。与其围岩呈互层状产出,在距白云岩体较远处,以围岩为主夹白云岩层,所夹的白云岩层数少,厚度也薄;随着距离的逐渐靠近,层数逐渐增多,厚度也加大,最后过渡到纯白云岩体(图3)。

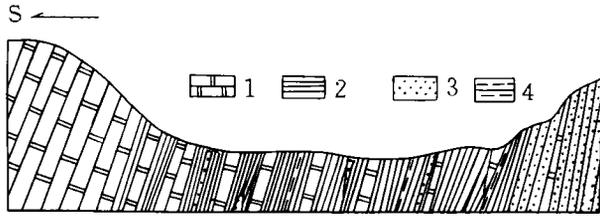


图3 主矿下盘白云岩与下伏石英岩的沉积过渡关系剖面(据文献[8])

- 1. 白云岩; 2. 云母板岩; 3. 云母岩; 4. 石英岩

Fig. 3 Sketch map on relationship between the dolomite and heading wall sandstone

在透镜层状体的下伏岩层即H₁~H₄地层中发育有少量的脉状白云岩,脉体与地层走向垂直或斜交,一般宽1~2 m,长数十米,如哈拉都拉山,在层状或透镜层状白云岩体的上部层位中却未发现这种脉状白云岩。在脉体两边的围岩中发生了明显的蚀变,蚀变作用主要是沿着裂隙进行,可以深入到围岩中达十多米或更远。但离开裂隙两壁几厘米处,蚀变作用就显得相当微弱或完全消失了,表明这种蚀变作用是由流动性好的热水流体完成的。这种脉体代表了大的白云岩透镜体下面的热水流体的通道相产物,这种通道相带在现代海底热水流体喷溢沉积形成的硫化物矿床中普遍发育,并与其上的透镜状或透镜层状的热水沉积物共同构成典型的二元式结构^[13]。

在层状、似层状及透镜状白云岩体的边部,纹层状、条带状和层状构造普遍发育,条带的宽度较窄、数量较多,常呈纹层状或条纹状;往岩体的中心,条带构造的宽度逐渐增大成条带状,到岩体的中心部则变为不显层理的块状,总体上构成一“眼球”状构造。这一构造特征在现代热水沉积岩及矿床中普遍存在,是热水沉积的典型构造特征^[14]。

在白云岩层厚度较大处,其质地较纯,在变窄至尖灭处泥质物质等杂质成分和夹层增多,反映了热水流体集中喷溢处,热水沉积速率快,正常沉积的杂质物质相对比例较低的特征。

西矿和介勒格勒的白云岩沉积层理很发育,并夹有石英岩层及透镜体,显示了在白云岩沉积的间隙有二氧化硅的沉积,二氧化硅的沉积也是现代海底热水喷溢沉积的典型物质^[15]。有些地方并夹有板岩透镜体,有时它们呈互层产出,这充分显示了热水喷溢沉积的周期性,在热水喷溢的高潮期沉积白云岩,而在其间断期则沉积正常的碎屑岩。

含矿白云岩中含有一些微体和超微体生物化

石,如菌藻类、古孢子等,但在整个矿区范围内叠层构造很少看到或不太明显,这一点与区域地层中的碳酸盐岩具有清晰的叠层状构造明显不同。

1.4 白云岩的矿物学特征

白云鄂博矿区矿物学的研究是前人研究工作的一个非常重要的内容,并进行了较为详细的研究,至今已发现 170 多种,尽管矿物种类繁多,但除个别为围岩或岩浆岩的副矿物和造岩矿物外,大多数为蚀变矿物。据 Stoppa 对意大利近代 4 个岩浆碳酸岩的研究^[16],大多数火成碳酸岩都普遍含有代表来自地幔岩浆作用的地幔碎屑和矿物的捕虏体及捕虏晶,如黄长岩、异剥橄榄岩及高 Mg、Ni、和 Cr 橄榄石、辉石、金云母等,而这些矿物在白云鄂博矿区含矿白云岩中却从未发现过;反而存在有多量的热水沉积的典型矿物,如重晶石、萤石和非晶质二氧化硅等^[8,17,18]。

2 白云岩的地球化学特征

2.1 碳、氧同位素地球化学特征

已经有很多研究者对白云鄂博矿床的碳氧同位素进行过研究,作了大量的同位素的分析工作,我们将地层中 10 个典型沉积灰岩和 75 个含矿白云岩共 85 个碳酸盐岩样品的分析数据列于表 1,将所有的样品绘于图 4 中。

表 1 白云鄂博矿床白云岩和灰岩的碳、氧同位素比值

Table 1 Baiyun Obo ore-bearing dolomite and original carbonate O-,C-isotope ratios

序号	矿物名称	产状	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ (PDB)
1	石灰岩	宽沟以北 H ₇	18.3	-1.8
2	石灰岩	宽沟以北 H ₇	17.8	-4.5
3	石灰岩	宽沟以北 H ₇	17.1	0.2
4	石灰岩	宽沟以北 H ₇	16.9	-2.9
5	石灰岩	宽沟以北 H ₇	16.4	1.1
6	石灰岩	宽沟以北 H ₇	20.4	-2.9
7	石灰岩	宽沟以北 H ₇	19.9	-2.5
8	石灰岩	宽沟以北 H ₇	19.3	-2.9
9	石灰岩	宽沟以北 H ₇	19.1	-3.9
10	石灰岩	宽沟以北 H ₇	18.3	-2.8
11	白云岩	东矿上盘围岩	16.5	-0.5
12	白云岩	东矿上盘围岩	16.0	1.4
13	白云岩	主矿下盘围岩	15.6	-1.0
14	白云岩	主矿下盘围岩	15.5	0.7
15	白云岩	主矿上盘围岩	15.4	-0.9
16	白云岩	东介勒格勒	15.2	0.7
17	白云岩	东矿上盘围岩	15.0	-0.7
18	白云岩	主矿	15.0	-1.4

19	白云岩	主矿下盘围岩	14.8	-0.1
20	白云岩	西矿下盘围岩	14.8	-1.1
21	白云岩	东介勒格勒	14.8	0.3
22	白云岩	东矿下盘围岩	14.5	-0.6
23	白云岩	主矿上盘围岩	14.5	-1.2
24	白云岩	西矿上盘围岩	14.5	-0.2
25	白云岩	东矿下盘围岩	14.4	-1.0
26	白云岩	东矿下盘围岩	14.2	-1.0
27	白云岩	西矿下盘围岩	14.1	0.2
28	白云岩	东矿下盘围岩	14.0	-0.7
29	白云岩	东介勒格勒	13.9	0.9
30	白云岩	西矿下盘围岩	13.8	-1.1
31	白云岩	西矿下盘围岩	13.8	-1.3
32	白云岩	主矿矿化白云岩	13.8	-0.6
33	白云岩	东矿矿化白云岩	13.6	-1.5
34	白云岩	西矿下盘围岩	13.3	-0.1
35	白云岩	主矿矿化白云岩	13.3	-1.0
36	白云岩	东介勒格勒	13.3	-0.2
37	白云岩	主矿矿化白云岩	12.9	-0.1
38	白云岩	东矿矿化白云岩	12.9	-1.1
39	白云岩	西矿矿化白云岩	12.8	-1.6
40	白云岩	主矿矿化白云岩	12.8	-1.1
41	白云岩	东矿矿化白云岩	12.6	-1.6
42	白云岩	西矿矿化白云岩	12.3	-1.7
43	白云岩	西矿矿化白云岩	12.1	-2.2
44	白云岩	东矿矿化白云岩	11.9	-1.2
45	白云岩	东矿矿化白云岩	11.8	-1.4
46	白云岩	西矿矿化白云岩	11.7	-2.0
47	白云岩	西矿矿化白云岩	11.4	-4.5
48	白云岩	西矿矿化白云岩	11.4	-2.3
49	白云岩	东矿矿化白云岩	11.4	-4.3
50	白云岩	西矿矿化白云岩	11.3	-1.2
51	白云岩	西矿矿化白云岩	11.2	-1.4
52	白云岩	西矿矿化白云岩	11.0	-1.6
53	白云岩	西矿矿化白云岩	11.0	-2.9
54	白云岩	西矿矿化白云岩	10.7	-2.0
55	白云岩	东矿矿化白云岩	10.7	-3.7
56	白云岩	东矿矿化白云岩	10.5	-1.7
57	白云岩	主矿	6.5	-4.7
58	白云岩	主矿下盘	8.1	-4.2
59	白云岩	西矿	8.3	-2.6
60	白云岩	西矿	9.1	-4.0
61	白云岩	西矿	9.2	-4.3
62	白云岩	主矿下盘	9.6	-4.3
63	白云岩	主矿下盘	10.0	-0.1
64	白云岩	主矿下盘	10.4	-3.6
65	白云岩	主矿下盘	10.5	-1.7
66	白云岩	主矿下盘	10.9	-3.2
67	白云岩	东矿	11.2	0.3
68	白云岩	西矿	11.4	-0.7
69	白云岩	主矿上盘	11.8	-1.8
70	白云岩	主矿上盘	11.8	-3.7
71	白云岩	东矿	12.2	-0.8
72	白云岩	东矿	12.8	-1.8
73	白云岩	东矿	13.0	-1.5
74	白云岩	西矿	13.1	-1.3

75	白云岩	东矿	13.2	-0.5
76	白云岩	主矿	13.2	-0.7
77	白云岩	西矿	13.2	-0.9
78	白云岩	西矿	13.5	-1.9
79	白云岩	西矿	13.5	-2.5
80	白云岩	主矿	13.7	-1.3
81	白云岩	主矿	14.1	-4.0
82	白云岩	西矿	14.3	-0.6
83	白云岩	西矿	14.5	-0.5
84	白云岩	西矿	15.0	0.4
85	白云岩	主矿下盘	16.4	-0.5

注:样品全部引自中国科学院地球化学研究所,1988

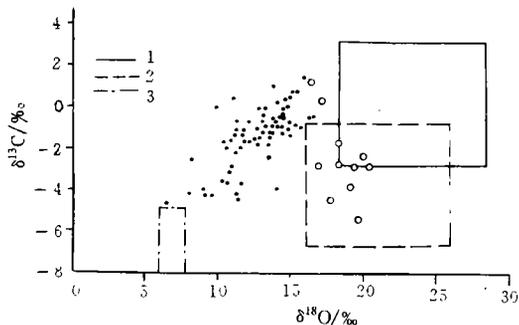


图4 白云鄂博矿区含矿白云岩和地层碳酸盐岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图^[19]

1. 海相灰岩; 2. 淡水灰岩; 3. 岩浆碳酸岩;
● 含矿白云岩; ▲ 地层中的碳酸盐

Fig. 4 Oxygen-carbon isotope plot of the dolomite and carbonate data in Baiyun Obo

地层中的沉积灰岩有8个样品落入淡水碳酸盐岩的范围内,其中有5个同时也落入海水碳酸盐岩的范围内。另有2个(占灰岩样品总数的20%)则落入沉积碳酸盐岩的范围之外,与含矿白云岩的分布范围重叠。全部75个含矿白云岩的样品没有一个落入典型的岩浆碳酸岩区,也没有落入典型的沉积碳酸盐岩区,而是落入典型的沉积碳酸盐岩和典型的岩浆碳酸岩区之间,且比较靠近沉积碳酸盐岩区一侧。

近来 Zdzislaw Belka^[20]通过大量的研究,把地质历史中的灰岩与典型的海相碳酸盐岩、20亿年时的灰岩、洋脊热液、M-V型热液(Mississippi Valley-type deposit hydrothermal)和碳酸盐岩和典型的岩浆碳酸岩的同位素值进行比较。我们所列出的数据也大都落入典型的海相碳酸盐和典型的岩浆碳酸岩之间。

这一结果表明,区域地层中的碳酸盐岩是在正常的海水中由沉积作用形成。在海相环境下沉积形成的白云岩在成岩作用过程中及以后的地质演化作

用过程中,受到了一定程度的改造,尤其是热水的改造,氧同位素值相对较富集了较轻的氧同位素。位于两个典型区域之间的含矿白云岩既非由碳酸盐岩浆作用形成的白云岩,亦非正常的海相沉积的碳酸盐岩;这种既具有沉积特征,又具有岩浆特征的白云岩可能是由混合水形成的。在海底循环的热水是海水、岩浆水及原生水的混合水,只有这种水才具有这种特征^[21]。

2.2 Sr同位素特征

Sr的同位素比值是判断物质来源的一个良好的标志, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在地球上各个不同的位置,以及在地球的发展演化历史中分布是不均匀的。在现代海水中其比值为0.7092^[21],这一值是海水在地球复杂的地质过程中相互作用的结果,这些过程包括大陆径流、大洋中脊热水活动、沉积物的输入及新沉积物萃取作用等。海水的Sr的同位素成分随时间而演化(见图5),在中元古代时,其值约为0.705~0.706,只是到了显生宙才达到今天的值。地幔Sr的增生曲线自大约27亿年时地幔开始形成以来其变化不是太大,而大陆的曲线则变化极大,从0.7014逐渐增加到0.7211左右^[22]。

我们从该区所收集到的21个含矿白云岩样品中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的比值列于表2,并绘于图5中。从表2和图5可以看出,该区含矿白云岩的Sr同位素比值变化范围较大,从0.7024到0.7093,同样也是介于中元古代时期的海水与地幔之间,这一结果与红海-II深渊由热水喷溢沉积的多金属硫化物的Sr同位素比值大致相当^[23]。这一结果同样也表明,该区

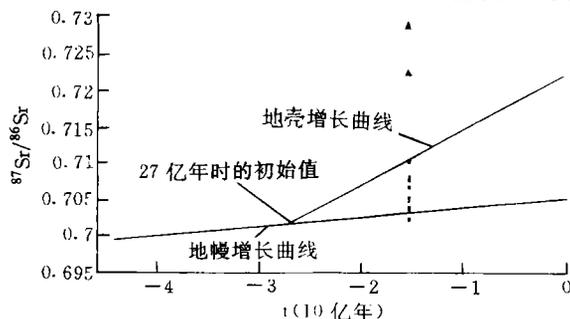


图5 大陆地壳和地幔的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随地质时代的演化关系^[21]。▲ 区域地层中的正常海相沉积碳酸盐; ■ 含矿白云岩

Fig. 5 The evolution of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ along with time in the continent and mantle, at 2.7 Ga mantle differentiation led to the formation of new continental crust. The Baiyun Obo ore-bearing dolomite was formed in Middle Proterozoic group.

矿化白云岩成岩物质并非全部来自于地幔,也非全部来自于海水,而是两者的混合。

表2 白云鄂博矿区含矿白云岩、地层碳酸盐岩方解石的锶同位素比值

Table 2 Baiyun Obo ore-bearing dolomite and original carbonate Sr isotope ratios

序号	样品号	岩石名称	测定矿物	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	90/65	白云石大理岩	白云石	0.7262
2	Y8/230	方解石大理岩	方解石	0.7199
3	88/152	白云石大理岩	白云石	0.7032
4	90/62	白云石大理岩	白云石	0.7030
5	90/63	白云石大理岩	白云石	0.7032
6	88/157	白云石大理岩	白云石	0.7030
7	88/117	白云石大理岩	白云石	0.7036
8	88/142	方解石大理岩	方解石	0.7069
9	BZ-71	方解石大理岩	白云石	0.7024
10	H-80-385	矿化白云岩	白云石	0.7031
11	ZK-3685-17	矿化白云岩	方解石	0.7033
12	BD-77	方解石大理岩	白云石	0.7034
13	B-80-422	细粒白云岩	白云石	0.7034
14	B-80-382	矿化白云岩	白云石	0.7035
15	B-80-151	矿化白云岩	白云石	0.7036
16	B-80-149	硅化白云岩	白云石	0.7044
17	BZ-67	蚀变白云岩	方解石	0.7046
18	BZ-56	钠闪石霓石岩	方解石	0.7049
19	BD-18		方解石	0.7061
20	ZK-3089-19	矿化白云岩	白云石	0.7073
21	BZ-74	方解石		0.7093

注:样品全部引自中国科学院地球化学研究所,1988

3 讨论

矿区含矿白云岩的形成是一个值得研究的问题,它既具有正常海相沉积碳酸盐岩的特征,又具有岩浆碳酸盐岩的特征,同时又具有热水喷溢沉积的特征。因此在讨论它的成因时,应统盘考虑各方面的特征。而且这一研究工作应以野外的基础地质工作为基础,并在此基础上开展室内岩石学、矿物学和地球化学等方面的研究工作。我们所作的详细的野外地质、室内研究认为有如下一些证据有利于确定白云鄂博矿区含矿白云岩为在海底循环的热水流体的喷溢沉积而成。

1) 含矿白云岩的分布具有一定的层位,主要集中在中元古界白云鄂博群及其相同时代的地层中,除此而外,则未见有相同白云岩的分布,白云岩体应与周围围岩同时形成。这一分布特征难于用岩浆成因来解释。

2) 含矿白云岩呈层状、似层状或透镜状沿区域性的深大断裂呈线状分布,其分布受二级盆地的控

制。在盆地的沉积中心,沉积厚度大,边部沉积厚度小或尖灭。

3) 白云岩透镜体常可见到呈“眼式”构造,即中央部位为不显层理的块状构造,往边部逐渐变为条带状构造,条纹状构造,纹层状构造,最后过渡到围岩。中央部位岩石成分较纯,不含杂质或少含杂质,边部杂质含量相对较多。

4) 含矿白云岩不含来自地幔岩浆作用形成的地幔碎屑和矿物的捕虏体及捕虏晶,如黄长岩、异剥橄榄岩及高 Mg、Ni、和 Cr 橄榄石、辉石、金云母等;而存在有多量的热水沉积的典型矿物,如重晶石、硫化物、萤石和非晶质二氧化硅等。

5) C、O 和 Sr 同位素低于同期的海水碳酸盐岩,而高于岩浆碳酸岩,这主要是与温度较高的热水流体与海水混合作用的结果。

综上所述,白云鄂博矿区含矿白云岩是由在海底循环的热水流体喷溢出海底并与海水混合沉积而成。

参 考 文 献

- 1 中国地质科学院地质研究所稀有金属组. 内蒙及湖北某地稀有金属矿床、火山沉积稀有金属碳酸盐成因分析[J]. 地质矿产研究, 1977, (1): 27~49
- 2 刘铁庚. 白云鄂博白云岩氧、碳同位素组成及其成因讨论[J]. 地质论评, 1986, 32(2): 150~159
- 3 白鹤, 袁忠信, 吴澄宇等. 白云鄂博矿床地质特征和成因论征[M]. 北京: 地质出版社, 1996
- 4 Le Bas M J, Spiro B, Yang Xueming. Oxygen, Carbon and Strontium isotope study of the carbonitic dolomite host of the Baiyun Obo Fe-Nb-REE deposit, Inner Mongolia, N. China[J]. Mineralogical Magazine, 1997(61): 531~541
- 5 孟庆海. 论白云鄂博铁矿含矿围岩—白雄壮岩的沉积成因及沉积环境分析[J]. 地质论评, 1982, 28(5): 481~488
- 6 王中刚, 李邵柄, 苏贤泽. 沉积变质热液交代型稀土铁矿床的成因特征[J]. 地球化学, 1973, (1): 5~11
- 7 Tu G Z, Zhao Z H, Qio Y Z. Evolution of Precambrian REE mineralization[J]. Precambrian Res., 1985, (27): 131~135
- 8 中国科学院地球化学研究所. 白云鄂博矿床地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1988
- 9 章雨旭, 彭阳, 乔秀夫等. 白云鄂博矿床赋矿白云岩成因新认识[J]. 地质论评, 1998, 44(1): 70
- 10 孟庆海, Drew L J. 内蒙古白云鄂博“H₂ 含矿白云岩”氧、碳同位素研究及其成因[J]. 地质找矿论丛, 1992, 7(2): 46~52
- 11 王楫, 李双庆, 王保良等. 狼山白云鄂博裂谷系[M]. 中国北方构造丛书. 北京: 北京大学出版社, 1992
- 12 李士勤. 再论内蒙古白云鄂博含稀有金属碳酸盐及铌—稀土—铁矿床成因[A]. 中国北方板块构造文集, 第一集[C]. 北京: 地质出版社, 1983. 156~185

- 13 ODP Leg158 Shipboard scientific party. Active hydrothermal system drilled at the Mid-Atlantic Ridge[R]. 1995, 76(37):361~362
- 14 陈先沛, 高计元, 陈多福. 热水沉积作用的概念和几个岩石学特点[J]. 沉积学报, 1992, 10(3):124~132
- 15 Peter m Herzig, Klaus P. Becker, Peter Stoffs, *et al.* Hydrothermal silica chimney fields in the Galapagos Spreading Center at 860W[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1988, (89):261~272
- 16 Stoppa F, A R Woolley. The Italian carbonates: field occurrence, petrology and regional significance[J]. Mineralogy and Petrology, 1977, (59):43~67
- 17 张培善, 陶克捷. 白云鄂博矿物学[M]. 北京: 北京科学出版社, 1986
- 18 Ross R Large. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles, and generation models[J]. Econ. Geol., 1992, (87):471~510
- 19 Naomi Oreskes, Marco T Einaudi Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: Preliminary results from fluid inclusion and stable isotopes[J]. Economic Geology, 1992, (87):64~90
- 20 Zdzislaw Belka. Early Devonian Kess-Kess mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting[J]. Journal of Sedimentary Research, 1998, 68(3):368~377
- 21 Shikazono N. Hydrothermal carbonates in altered wall rocks at the Uwamuki Kuroko deposits, Japan [J]. Mineralium Deposita, 1998, (33):346~358
- 22 Hugh R Rollinson. Using stable isotope data: Evolution, Presentation, Interpretation [M]. Copublished in the United States with John Wiley & Sons, Inc., New York, 1993
- 23 Baumann A. Lead and strontium isotopes in metalliferous and calcareous pelitic sediments of the Red Sea axial trough[J]. Mineralium Deposita, 1994, (29):81~93

Origin of the Ore-bearing Dolomite in Baiyun Obo Ore Deposit

GAO Ji-yuan¹ WANG Yi-xian¹ QIU Yu-zhuo² ZHANG Qian²

¹(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences Guangzhou 510640)

²(Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences Gulyang 550002)

Abstract

The superlarge Fe-Nb-REE ore deposit at Baiyun Obo is one of the most large Nb-REE ore deposits in the world, which is hosted by dolomite in the Baiyun Obo Formation of Middle Proterozoic age. In this paper the tectonic setting, regional geology, regional distribution, occurrence, petrology, mineralogy and C-, O-, Sr-isotopic geochemistry of the ore-bearing dolomite in Baiyun Obo, Inner Mongolia, China are studied. The ore-bearing dolomite is only located in the Baiyun Obo Formation of Middle Proterozoic age. It shows some features of normal marine sedimentary carbonate, such as special time-stratigraphic distribution, stratiform and lens shaped, laminated and bedded structures, conformable contact and synchronous fold with wall rocks; and some features of magmatic carbonatite, such as distribution along deep fault, thin dolomite vein cutting wall rocks in heading wall, so the dolomite is neither the normal marine sedimentary carbonate nor the magmatic carbonatite.

The dolomite distributed along regional fault in stratiform, stratifold and lentiform was controlled by second tectonic basin. The dolomite thickness in center is much larger, and the thickness in marginal is much smaller or thin out.

The dolomite displays special "eye-type" structure, e. g. massive structure in the center part, banded and laminated in the margin.

The dolomite shows "two-end structures", e. g. stratiform body is located in upper part and vein in lower part, in which the stratigraphic position of the vein dolomite is not overstep the stratigraphic position of the stratiform dolomite. The ore-bearing dolomite have $\delta^{18}\text{O}$ per mil values between +6.4 and +16.5, and $\delta^{13}\text{C}$ values between -4.7 and +1.4, which is located between the normal marine sedimentary and magmatic carbonates. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data have confirmed this conclusion.

To sum up, authors believe that the dolomite was formed by hydrothermal venting which was circulating in submarine.

Key words ore-bearing hydrothermal exhalation "eye" structure 2-end structure